



MEDDELELSER

FRA

DET NORSKE MYRSELSKAP

Nr. 3

Juni 1939

37. årgang

Redigert av Det Norske Myrselskaps sekretær, dr. agr. Aasulv Løddesøl

ORIENTERENDE TELEUNDERSØKELSER PÅ MYR I SØR-VARANGER.

Av Aasulv Løddesøl og Daniel Lømsland.

Forord.

Under en reise i Finnmark sommeren 1934 gjorde undertegnede en del interessante observasjoner over sammenhengen mellom permanent tele, myr-type og blauthetsgrad på en rekke myrer i Sør-Varanger. For å få anledning til å undersøke dette nærmere, søkte jeg høsten 1934 om et bidrag av «Det videnskapelige forskningsfond av 1919». Da søknaden ble imøtekommet engasjerte jeg våren 1935 landbrukskandidat Daniel Lømsland til å foreta observasjoner over tele- og temperaturforhold i en rekke myrer i Sør-Varanger i løpet av sommeren 1935. Utarbeidelse av planen for undersøkelsen og de nødvendige forarbeider i marka foretok vi sammen i midten av juni 1935. Observasjonene pågikk hele sommeren 1935 til omkring 1. oktober, og ble dessuten fortsatt av Lømsland sommeren 1936 fra mai til oktober. Også i 1936 foretok undertegnede en inspeksjonsreise i Finnmark og hadde da anledning til å kontrollere arbeidet og en rekke av de observasjoner som var gjort i 1935.

Da det ikke har lyktes å skaffe midler til fortsatte undersøkelser har vi måttet avslutte arbeidet etter bare to somrers observasjoner. Vårt materiale er med andre ord lite, også av den grunn at Lømsland samtidig med denne spesialoppgave i 1936 var engasjert av Det norske myrselskap til å foreta en del andre myrundersøkelser i Sør-Varanger.

Idet vi herved fremlegger det materiale som er innsamlet, vil jeg få lov til å uttale en hjertelig takk til styret for Forskningsfondet som velvilligst har yttet bidrag til undersøkelsen.

Oslo i mars 1939,

Aasulv Løddesøl.

1. Tele og teledannelse.

Tele betegner den tilstandsform jorda befinner seg i når vannet i den er frosset. En betingelse for teledannelse er altså at jorda inneholder en minste mengde vann.

De mange undersøkelser som er gjort over teleproblemet har vist at telens opptreden arter seg noe forskjellig i de forskjellige jordarter, hovedsakelig beroende på jordas finhetsgrad (for organisk jord omdannelsesgraden) og vanninnhold. Dessuten spiller en hel del andre faktorer inn, som f. eks. tilfrysningshastighet, belastning osv.

I alminnelighet pleier en å skille mellom to hovedformer av tele, nemlig den ensartede (homogene) tele og den lagdelte (heterogene) tele. Enkelte forfattere skjelner mellom flere teletyper.

I følgende oversikt, som hovedsakelig er hentet fra Beskow (2)*), skal vi kort omtale en del av teledannelsens teori:

Den ensartede telestruktur opptrer alltid når jordarten er grovkornet (sand, grus), men også finkornede jordarter kan i visse tilfelle fryse til homogent. Dette skjer når de finkornede jordarters vanninnhold er under den kapilære metningsgrad. Ved høyt vanninnhold derimot beror strukturen dels på tilfrysningshastigheten, dels på trykket. Stor belastning og tilfrysningshastighet virker fremmede på dannelsen av ensartet telestruktur.

Den lagdelte telestruktur opptrer som navnet sier i lag eller sjikter. En stor del av vannet i denne teletype er frosset utenfor jordartens porer i større ansamlinger, vanlig i form av sjikt. Den øvrige del av vannet kan enten fryse til i jordas porer eller også forbli ufrosset. Jo mindre avkjølingen er og jo mere finkornet jorda er, desto større del av vannet forblir ufrosset.

En egen form av lagdelt tele har vi i den såkalte opppipning som mer opptrer som overflateform.

Opppipning opptrer både på organiske og uorganiske jordarter. På organiske jordarter finner vi den helst på de mer omdannede typer, på uorganiske helst på de grovere typer. På mere finkornede jorder, eksempelvis stiv leir, blir opppipningen som oftest lite utviklet. En betingelse for at opppipning skal foregå er at jorda har en viss varmeledningsevne. Dessuten kreves tilstrekkelig fuktighet, lite vegetasjon, visse temperaturforhold osv. Betrakter vi en slik opppipning ser vi at den ofte er inndelt i soner. Disse må man anta skyldes temperaturvariasjoner i tilfrysningstiden. Jorda under en slik opppipningstele er ofte ufrosset, men hvis frosten er sterk og dessuten varer lenge nok, vil telen trenge lenger ned.

Den egentlige lagdelte teles struktur er avhengig av mange faktorer, først og fremst av jordartens sammensetning, spesielt korn-

*) Se litteraturlista neste hefte.

størrelsen og strukturen, dernest også av vannforholdene, tilfrysningshastighet, belastning osv.

Denne teletype opptrer på mer finkornede jordarter. Når disse fryser til, dannes det oftest mer eller mindre tydelige issjikt i jorda. Tykkelsen og strukturen av disse sjikt er i høy grad avhengig av jordas finhetsgrad.

På leirjord er issjiktene ofte meget tydelige, sett i snitt ser de nærmest ut som et nettverk. Issjiktene er tykkere og mer atskilt jo finere leira er. Jo grovere jorda er, jo mer finmasket blir isnettet. Tar vi for oss ei riktig grov jord som sandjord, forsvinner den lagdelte struktur helt og vi får en homogen teledannelse.

For rensorterte fraksjoner ligger den grense som vi i praksis kan trekke mellom ensartet teledannende og lagvis teledannende jordarter ved kornstørrelsesgruppen 0,05—0,1 mm.

Foruten disse nettlignende issjikt forekommer telelag av en noe annen type. Disse er som oftest parallelle med jordoverflaten og oppnår ofte å bli nok så tykke. Isen i disse telelag er nesten alltid porøs og iskrystallene står vinkelrett mot lagets plan. Rommene mellom iskrystallene er luftfylte. I leir avviker disse telelag ikke meget fra den normale lagdelte telestruktur. Årsaken til dannelsen av disse grovere telelag er at tilfrysningshastigheten i den tid laget dannes, er i avtagende. Slike lag markerer altså stillstandsperioder i telens nedtrengning i dypet.

Islag oppstår ofte langs grensen mellom to forskjellige jordarter. I grenseonen mellom to sandlag oppstår slike islag ikke, med mindre der finnes et mer eller mindre tykt lag av tilstrekkelig fint materiale, f. eks. leir- eller mjelesjikt. Forutsetningen er da at grunnvannet står tilstrekkelig høyt.

Sprekker og holrom i jorda fylles lett med is og danner derved forstyrrelser i den mer lovmessige utformning av telesjiktene. Jordas struktur spiller med andre ord en viss rolle (14). Ettersom isdannelsen i sprekkene pågår forstørres disse, og selve sprekkene forplanter seg videre i jorda og fylles stadig med ny is, vel å merke hvis det er tilgang på vann.

Jorda mellom mere lovmessig utformede telesjikt er ofte ufrosset. Spesielt er dette tilfelle jo mer finkornet jorda er. Dette kan ha flere årsaker. Enkelte forskere har ment at det skyldtes en underkjøling*) av jordveska. Andre forskere har fremholdt at frysepunktnedsettelsen er ekte og kan sammenlignes med den vi har i ekte oppløsninger og geler. Hovedårsaken til disse ufrosne jordlag er vel den at det rett og slett har foregått en uttørring på grunn av at telesjiktene har forbrukt kapilærvannet som var til stede. Det adsorbtivt bunne vann i de ufrosne sjikt som finnes igjen

*) Ei veske er underkjølt når den er flytende ved temperaturer under sitt eget spesifikke frysepunkt.

som vannhyller omkring partiklene, frigjøres meget vanskelig fra disse, og iskrystallene kan vanskelig trekke dette vann til seg.

Forsøk har vist at på regelmessig grøftet jord er det hovedsakelig det kapilære og hygroskopiske vann som fryser. Det hydrostatiske (frie) vann får som oftest tid til å synke unna før frosten får tak i det (10). I visse tilfelle ser vi allikevel eksempler på at det hydrostatiske vann er frosset. Dette beror da sannsynligvis på stor tilfrysningshastighet, eller også på at undergrunnen er tett og vanskelig gjennomtrengelig, slik at vannet er blitt stående.

2. Telehevning.

Telens to strukturformer, den ensartede (homogene) tele og den lagdelte (heterogene) tele, ytrer seg i praksis på den måte at den ensartede tele som regel ikke forårsaker synderlig virkning hverken i den ene eller den annen retning, mens den lagdelte ofte forårsaker store ulemper. Det er nemlig den som i første rekke er årsaken til det fenomen vi kaller telehevning.

Vi kjenner til fra praksis at ikke all jord er utsatt for telehevning. Som før nevnt kan en, for rensorterte fraksjoner, sette grensen mellom ensartet teledannende og lagdeit teledannende (det vil i praksis si ikke telehevende og telehevende jordarter) ved kornstørrelsesgruppen 0,05—0,1 mm. Det er ugjørlig å sette denne grense skarp, dertil er spørsmålet altfor komplisert. Rask tilfrysning og stort trykk flytter grensen nedover, sen tilfrysning og lite trykk flytter grensen oppover. I alminnelighet gjelder det at jo mere finmateriale ei jord inneholder, desto større er faren for telehevning.

På riktig finkornede leirjorder er den kapilære vannbevegelse særlig langsom, og den lagdelte telestruktur kan bli hindret nettopp av denne grunn. Ved rask tilfrysning og langsom vannoppsuging kan teledannelsen gå så fort nedover at nytt vann ikke rekker opp til det sjikt som fryser før man får ensartet teledannelse. Tilfrysningshastigheten spiller med andre ord en viktig rolle for teledannelsen, og derved for telehevningen.

Jo mindre tilfrysningshastigheten er, jo mer konsentrert blir isinnholdet i telen. Når hastigheten ligger under den grense der kulde-tilførselen balanserer med den mulige vannoppsuging, innebærer dette at hele kuldebeløpet går med til å fryse det oppsugede vann, slik at telegrensen ikke flyttes nedover. Telegrensen blir stillestående; det dannes et sammenhengende islag som — teoretisk (hvis vanntilførselen er tilstrekkelig) — kan vokse til ubegrenset tykkelse. Stigning i frysehastigheten kan derimot føre til at telen trenger ned under det issjikt som først dannes. Med andre ord kan variasjoner i frysehastigheten føre til at vi får avvekslende telelag og issjikt nedover i dybden.

Telehevningen i jorda skyldes således ikke, som en kanskje skulle tro, i første rekke vannets utvidelse ved frysning. Denne er som be-

kjent ca. 9 %, men denne utvidelse har liten betydning i denne forbindelse. Hovedårsaken til telehevingen skyldes den kapilære vannledningsevne som jordartene i større eller mindre grad er i besittelse av. Når jorda fryser i et bestemt sjikt, trekker iskrystallene vann til seg fra omgivelsene. Dette søkes da erstattet ved at det ledes nytt vann opp til forbruksstedet. Resultatet er at islaget vokser i tykkelse med teleheving som følge. Er jorda grovkornet og grunnvannstanden lav, får vi ingen teleheving.

Den kapilære ledningsevne i jorda er avhengig av kornstørrelsen. På grovkornede jordarter er den kapilære ledningsevne liten. På de finkornede og de organiske jordarter er den derimot stor. Som nevnt foran omgir vannet de enkelte jordpartikler som hyller eller tynne lag. I ei kapilært mettet jord er disse vannlag jevntynne, og vannet vil være i ro. Hvis nå denne likevekt forstyrres ved forbruk av vann (f. eks. ved frysning) vil vannlaget omkring partiklene avta og det blir overføring av vann fra vannrike til tørrere sjikt. De krefter som her gjør seg gjeldende, er overflatespenningen og adsorbsjonskreftene hos partiklene. Står kapilærvannet i forbindelse med grunnvannet, vil det ledes vann fra dette til forbruksstedet.

En jordarts kapilære ledningsevne kan måles etter den største høyde den kan lede vannet. Ledningsevnen er en enkel funksjon av partikkelstørrelsen, nemlig omvendt proporsjonal med denne.

Dette kan uttrykkes slik:

$$K = c \frac{1}{d}$$

K = kapilariteten i m, d = partikkelstørrelsen i mm, c = en faktor som beror på sorteringsgraden. For vel sortert jord kan c settes til ca. 0,60.

De jordarter som er mest utsatt for teleheving er, som man vil forstå, de som har stor kapilær ledningsevne.

3. Jordas varmeledningsevne.

Den dybde de daglige og årlige temperatursvingninger når ned til spiller også en viss rolle for teledannelsen i jorda. Dybden er avhengig av jordas varmeledningsevne. Varmeledningsevnen på sin side er igjen underkastet variasjoner, beroende på flere faktorer. Innen den enkelte jordart spiller vel forholdet luft: vann i porene den største rolle.

Jordartenes varmeledningsevne er som rimelig kan være en del forskjellig. Dette skriver seg både fra ulik varmeledningsevne hos opprinnelsesmaterialet og fra forskjell i struktur og kornstørrelse.

Vi gjengir nedenfor etter Beskow varmeledningskoeffisientene*) for en del ulike stoffer:

	Gjennomsnittlig Varmeledningskoeffisient
<i>Bergarter:</i>	
Granitt	0,0055
Gneis	0,006
Kalkstein og dolomitt	0,0045
Marmor	0,007
Sandstein	0,005
Leirskifer	0,003
<i>Jordarter:</i>	
Sand, tørr	0,0009
» våt	0,0027
Leir, tørr	0,0024
Torv, hårdt presset ved 37° C	0,00018
	Varmeledningskoeffisient
<i>Is, vann og luft:</i>	
Is ved ÷ 50°	0,00665
» » ÷ 25°	0,00595
» » ÷ 10°	0,0055
» » 0°	0,00535
Vann (0° — romstemperatur)	0,0014
Luft ved 0°	0,000057

Av de refererte tall vil vi særlig fremheve at sand leder varmen meget bedre når den er våt enn når den er tørr, fordi vannet i den gjennomvåte sand har større varmeledningskoeffisient enn den luft som ble fordrevet.

For de grovkornede jordarter gjelder det at varmeledningsevnen er størst når jorda er vannmettet. Vi vil allerede her gjøre oppmerksom på at man ikke må forveksle varmeledningsevne med temperaturstigning.

I ei riktig finkornet jord er forholdene annerledes. Små jordpartikler har større tiltrekningskraft på vannmolekylene enn store og kan omgi seg med forholdsvis tykkere vannhyller enn dem. Når en finkornet jordarts vanninnhold er under den laveste kapillære metningsgrad forholder den seg som ei mer grovkornet jord, og varmeledningskoeffisienten avtar med tiltagende luftinnhold. Overskrides den laveste kapillære metningsgrad blir forholdet et noe annet. Vannets varmeledningskoeffisient er mindre enn de enkelte jordpartiklers. Når så de finkornede jordarters laveste kapillære metningsgrad blir overskredet, vokser vannhyllene som omgir partiklene

*) Varmeledningskoeffisienten er den varmemengde i kalorier som pr. sekund gjennomstrømmer en flate av 1 cm² når temperaturfallet, vinkelrett på denne, er 1° C/cm.

til en tykkelse som er større enn partikkeldiameteren. Partiklene blir på den måten skjøvet fra hverandre, vi får med andre ord en slags svelningsprosess. Disse vannlag som altså har en varmeledningsevne som er mindre enn jordpartiklenes, bevirker så at hele jordartens varmeledningsevne nedsettes.

For leirjord får vi altså det forhold at varmeledningsevnen er størst når vanninnholdet har nådd den laveste kapilære metningsgrad. Over og under dette punkt synker varmeledningsevnen. De groveste jordarter har derimot størst varmeledningsevne ved full kapilær metning slik som nevnt for sandjord.

M. a. o. vil alle forhold som innvirker på luftinnholdet i jorda spille en rolle for varmeledningsevnen. Av slike forhold nevner vi bl. a. struktur og tetthet.

Innblanding av organisk materiale i mineraljord virker nedsettende på varmeledningsevnen og dermed på nedtrengningen av de daglige og årlige temperatursvingninger.

I en avhandling av Foss (6) er meddelt en rekke oppgaver over varmeledningsevne, varmekapasitet m. v. for forskjellige jordarter. Da nevnte avhandling er lett tilgjengelig skal vi ikke her gjenta hvad Foss skriver, men vi vil bare understreke at det fremgår tydelig av de tall som Foss refererer at myrjordas varmeledningsevne stiger med økende vanninnhold.

4. Teledannelse på myr.

Forholdene ved teledannelse på myr er ikke klarlagt i samme utstrekning som for mineraljordas vedkommende. De forsøk som foreligger er som oftest av en mer praktisk art (jfr. f. eks. 23, side 132—134), og det er relativt få hvor den teoretiske side av saken har vært gjenstand for en inngående drøftelse.

En egenskap som i vesentlig grad skiller myra fra fastmarka når det gjelder teleforhold, er myrjordas store varmekapasitet.^{*)} Når myrjorda er våt, er varmekapasiteten meget større enn hos mineraljord, både når en regner etter vekt og etter romfang. Er den tørr derimot, er varmekapasiteten større bare når en regner etter vekt. Følgende sammenstilling viser vanninnholdets betydning for varmekapasiteten (15).

Varmekapasitet.

Etter romfang:

	Myrjord	Leir	Sand
Vannfri	0,16	0,23	0,29
Ved 20 % av vannkapasiteten	0,32	0,36	0,37
» 60 % —»—	0,63	0,60	0,52
» 100 % —»—	0,95	0,85	0,67

^{*)} Med varmekapasitet mener vi den mengde varme som uttrykt i kalorier skal til for å heve temperaturen 1 grad C.

Etter vekt:

Myrjord
0,5—0,6

Leir og sand
0,2—0,3

Verdiene er angitt i kalorier.

Som det framgår av tabellen stiger varmekapasiteten med økende vanninnhold. Dette kommer av at luften i jorda blir erstattet med vann. Vannets varmekapasitet er 1 kal., mens luftens bare er 0,0003 kal. Myrjorda påvirkes mest når vanninnholdet stiger, da den har størst porevolum.

Av kulturforanstaltninger som påvirker varmekapasiteten på myr kan nevnes iblanding av mineraljord. Myras vannkapasitet vil da nedsettes, og følgelig også varmekapasiteten. Vannets varmekapasitet er nemlig større enn mineraljordas. Dette vil imidlertid ikke si at en mineraljordblandet myrjord oppvarmes senere enn ren myrjord, tvert imot. Disse ting skal vi komme tilbake til senere.

Også når det gjelder varmeledningsevne er myrjorda forskjellig fra mineraljorda. Varmeledningsevnen er betydelig mindre på myr enn på fastmark, men den varierer med vekslende vann- og mineraljordinnhold. Ved at jordluften fortrenses fra porene og erstattes med vann, øker myrjordas varmeledningsevne. Luften er som tidligere nevnt en atskillig bedre varmeisulator enn vann. Videre leder godt fortorvet myrjord varmen bedre enn dårligere fortorvet (18).

Forsøk har vist at sandinnblanding øker varmeledningsevnen i myrjord (24 og 26). Dette ytrer seg i praksis bl. a. på den måte at telen trenger dypere ned på myr som er sand- og leirkjørt (25). Dessuten tiner telen tidligere opp om våren når myra er mineraljordblandet.

På grunn av den store varmekapasitet og relativt dårlige varmeledningsevne vil temperaturvekslingene i myrjord være langsommere enn de er i fastmark. Dette ser vi i praksis på den måten at myrene fryser langsommere til og tiner senere opp enn fastmarka. Myrjord er kaldere om våren og varmere om høsten enn mineraljord.

Telens opptreden på myr vil arte seg noe forskjellig, avhengig av myras omdannelsesgrad, myrtype osv. Telehevning får vi først og fremst på de mer omdannede typer. En vel omdannet myr vil pipe opp ved frost, mens en mindre omdannet oftest ikke vil påvirkes synnerlig av telen. Vannets utvidelse ved frysning spiller muligens en større rolle enn nevnt for mineraljord, da myrjordas store vannkapasitet betinger et betydelig større vanninnhold.

Opppipning er alminnelig på vel omdannet myr. De mindre omdannede typer piper i alminnelighet ikke så lett opp, muligens beror dette for en del på at plantevevet her holder myrmassen så godt sammen. Telehevning legger en i alminnelighet ikke så meget merke til da myrjorda gjerne er så ensartet at hevningen stort sett blir jevnere enn på fastmark.

Telens nedtrengningsdyp er avhengig av flere faktorer, først og fremst varmeledningsevnen i selve myrmassen, men dessuten av vegetasjonsdekket, snødekket om vinteren, overflateform, temperaturen på overflaten osv.

Vegetasjonsdekkets betydning for temperaturen ved myroverflaten er godt belyst ved følgende tall, som er hentet fra Lende Njaa (15):

	Maks.	Min.	Forskjell
Åpen grøftet kvitmose med litt gras	23,0	4,8	18,2
Tørr grøftet kvitmose med rug	16,8	5,2	11,6

En merker seg den store forskjell det er på de to kvitmosemyrene. En ser at rugen har bidratt til å senke overflatetemperaturen betraktelig.

Snødekkets isolerende evne er velkjent. Vi hitsetter noen tall som belyser dette nærmere. I Sverige målte Akermann (28) vinteren 1926 temperaturen over og under snøen fra 4. til 15. februar. Snødekket var fra 22 til 28 cm i perioden. Den gjennomsnittlige temperatur over snøen var $\div 9,11^{\circ}\text{C}$. Under snøen var gjennomsnittet $\div 1,27^{\circ}\text{C}$. Forskjellen var altså $7,84^{\circ}\text{C}$ (gjennomsnittet er utregnet av oss).

Snødekkets tykkelse har en avgjørende innflytelse på telens dyp. Svenske undersøkelser av Franck (7) viste således at man i relativt milde vintrer med lite snø kunne få dypere tele enn i strenge vintrer med meget snø.

Er myroverflaten ujevn vil en ofte få en bortblåsning av snøen på forhøyningene og en opphopning i forsenkningene. Dette vil selvfølgelig bevirke at telen går dypere på forhøyningene. Videre har snøens pakkingsgrad stor innflytelse. Tettpakket snø isolerer mindre enn løsere pakket.

Temperaturens variasjoner ved jordoverflaten forplanter seg ulike langt nedover i jordskorpa ettersom den er beskaffen. Temperaturvariasjonene trenger dypest ned i krystallinske bergarter, som f. eks. granitt, noe mindre i sedimentære bergarter som sandstein, enda mindre i løse avleiringer som sandjord, og på myr har de sin minste verdi. Man regner med at årsvariasjonene når et dyp som er et produkt av døgnvariasjonens nedtrengning gange kvadratroten av antall dager i året. På myr trenger døgnvariasjonen i alminnelighet ned til et dyp av 30—40 cm pr. døgn. Årsvariasjonen i temperatur skulle altså nå ned til et dyp av $\sqrt[3]{365} \times 30\text{—}40\text{ cm}$ eller $19,1 \times 30\text{—}40\text{ cm}$, dvs. $= 6 \text{ à } 8\text{ m}$ pr. år.

Faktorer som påvirker temperaturvariasjonenes nedtrenging i myr er de samme som påvirker varmeledningsevnen (øket fuktighet, tettere sammenpakking, innblanding av mineraljord osv.).

Forsøk har vist at grøftet (tørrlagt) myr fryser dypere enn ugrøft-

tet (22). Årsaken til dette må en søke i den større varmekapasitet som ei våt myrjord har, sammenlignet med ei tørr. Av den grunn binder ei våt myrjord mer varme enn ei tørr. Om høsten har den våte myra et større varmereservoar enn den tørre og fryser således senere til. Ved frysning av 1 cm³ vann frigjøres 80 gramkalorier varme. Jo vannholdigere myra er når den fryser, jo mer varme frigjøres, og langsommere tiltar telen i tykkelse. Varmekapasiteten hos vannmettet myr er som foran vist 0,95 kal., mens den på myr med bare 20 % av vannkapasiteten dekket ikke er mer enn 0,32 kal. Dette betinger at mens det ved frysning av 1 cm³ av den første frigjøres 76 gramkalorier, frigjøres det ved frysning av den siste bare 25,6 gramkalorier. Det kreves altså mer kulde for å fryse til ei våt myr enn ei tørr.

5. Permanent tele (tundra).

At permanent tele eller tundra opptrer i vårt land synes ikke å være alminnelig kjent. Den første beretning vi har om dette fra vårt land er i ei bok av B. M. Keilhau fra 1831 (12) der omtaler ei myr nær Talvik prestegård «— — som endog efter de varmeste sommere i et vist dyb altid bevarer nogen is». Han mener dog at det imidlertid er «—et ganske lokalt forhold, som ikke tilveiebringer nogen overensstemmelse mellem Finmarken og det bundfrosne Sibirien».

En mer inngående beskrivelse av den permanente tele gir Hans Reusch etter en reise i Finnmark i 1890 (19). Reusch skriver da bl. a.: «Før vi forlader denne egn, bør vi endnu betrakte et fænomen, nemlig forekomsten av evig frossen jord. Skulde nogle milde vinere have bragt os til at glemme hvor langt nord for den nordlige polar-kreds, vi befinder os, saa bringer den endog paa lavlandet aldrig tøvende is det atter frem for vor bevissthed. Den minder os om, hvad vi har hørt om Sibiriens tundraer med den stedsevarende tæle. I vest for Nyborg er der myrstrækninger, som udmerker sig ved en eiendommelig slags jættetuer. Deres grundflade kan være saa store som hus og høiden 3—4 meter. Fra denne størrelse er det overgange til ganske smaa tuer. Hr. amtsagronom Nilsen henledede opmærksomheden paa, at naar man grov i dem, saa traf man omtrent $\frac{1}{2}$ meter under overfladen evig tæle. I den fugtige myr omkring var der ingen is. De opragende haue er tørre og bestaar av forraadnet mose, der, som bekjendt er en meget slet varmeleder. Øverst er den sorte mosejord ufuldkomment dækket av lav og krekling. Den er gjerne her furet av grunde revner (frembragte av frost?). Paa haugenes sider ned mod myren er der rigeligere plantevekst med birkeris, blaabærlyng og multeplanter. Myren er mosemyr, til dels med vandpytter. Hvorledes disse store tuer er fremkommet, ved jeg ikke. Overhodet har man lidet rede paa den maade hvorpaa tuer dannes paa vore myrer, undtagen i enkelte tilfælde, saaledes hvor tuer opstaar over gamle træstubber. Paa flere steder sydpaa tilskriver man frosten en vigtig

rolle. Paa Varangerhalvøens sydside, mindst saa langt mod øst som forbi Vadsø, er der, efter hr. Nilsens meddelelser, hist og her fururødder i myrene. Man finder ogsaa andre smaarødder og nu og da desuden en utilhuggen stok av drivtømmer.

Ogsaa om andre myrstrekninger her ved den indre del af Varangerfjorden vides at det stadig er is i dem, saaledes har hr. kjøbmand Nordvie for mig nævnt en myr Hammernes nær Bergeby.»

Tilsvarende dannelser som de vi finner i Finnmark er ogsaa beskrevet bl. a. fra Kolahalvøya av Kihlman (13) og fra Nord-Sverige og Finnland av Fries og Bergström (8) og du Rietz (4 og 5).

Kihlman mener tundraryggene er de siste erosjonsrester etter en fullstendig ensartet myr; de høyeste topper skulle da danne den opprinnelige myrs nivå. Denne slutning bygger han på iakttagelser over at toppene av telehaugene, -kollene eller -ryggene innen samme myr ligger i tilnærmet samme høyde. I enkelte telerygger har Kihlman observert en kjerne av morenemateriale. Han tror derfor at erosjonen har gått så langt at ogsaa en del av undergrunnen er borterodert. Torven som dekker moreneryggene skulle så være vokset ned over morenene fra de myrpartier som er blitt liggende igjen uberørte av erosjonen.

Fries og Bergström imøtegår sterkt Kihlmans hypotese. De beskriver teledannelsene, som de etter et finsk uttrykk kaller «palsar», for knollformede eller kuppelformede, ofte langstrakte forhøyninger av tett pakket torv bevokset med lavkruster. Slike forhøyninger — palsar — finnes bl. a. på myrer bevokset med starrarter og brunmoser (altså grasmyrer) i det nordlige Jukkasjärvi (Nord-Sverige) innen øvre del av barskogregionen, og likeså har de observert lignende dannelser på finsk side av grensen (i Enontekis). Forfatterne viser et par snitt av slike palsar:

Eks. I:

Ca. 2 m høy palse over myras nivå.

Øverst et 50 cm tykt lag av Polytrichumtorv. Der nest et 10 cm tykt lag av Sphagnumtorv. Deretter 1,3 m tykt lag av Carex-torv.

Eks. II:

Ca. 2 m høy palse over myras nivå.

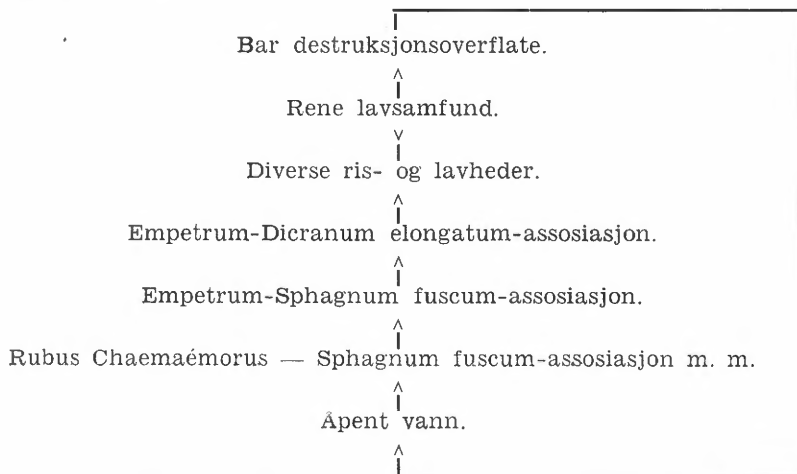
Øverst 20 cm Sphagnum—Polytrichumtorv. Der nest 1,3 m Carex-torv.

Dannelsen av palsene forklarer forfatterne slik: Hvor myrflaten ikke er helt plan, blir snødekket tynnere, telen går dypere, vannet utvides ved frysing, torven løftes mer eller mindre i forhold til omgivelsene. Palsen tiner senere om våren fordi vannet renner unna, den blir tørrere enn omgivelsene. Isen ligger altså nærmere overflaten i palsen enn ellers i myra, dannende en kjerne av frossen torv som holder palsen oppe selv i sommertiden. Buktingen på undersiden som oppstod om vinteren, smelter imidlertid bort ved hjelp av opp-

varmet grunnvann, så undersiden skulle om sommeren være plan. Neste vinter fryser det igjen, det dannes ny utbulning på undersiden og palsen vokser. Bevis herfor ser man i dette at palsen inneholder samme sort torv (vanligvis starrtorv) som den omgivende myr, bortsett fra et tynt overflatelag dannet av planter som klarer seg med liten fuktighet. Forfatterne anfører også at det er mulig det om sommeren tilføres torvslam til undersiden av palsen ved trykk fra sidene, idet oppfrysningen og den følgende opptining under palsen gjør at torven her blir mer porøs.

Du Rietz har studert en palsemyr nedenfor Torneträsk stasjon (Torne Lappmark, Nord-Sverige). I midten av et stort høymoseområde lå et myrområde med våte grasskjær, og her lå flere spredte palser. Overflaten bestod av naken, vinderodert, svart torv bevokset med lavarter, *Empetrum* —, *Vaccinium uliginosum* og *V. vitis idaea*, *Empetrum-Dicranum elongatum*-assosiasjoner m. fl. Mellom palsene gikk strenger av våte *Carex rostrata*- og *Eriophorum vaginatum*-assosiasjoner.

Nedenfor er gitt en skjematisk fremstilling av hoveddraget i palsmyrenes suksesjon ifølge Du Ritz:



Dokturowsky (3) omtaler den form for skogtundra som vi også har i Norge, nemlig «torvhauttundraen». Etter oppgaver av Gorodkov opplyser han at torvhauttundraen i Østsibirien alltid har en mineralsk kjerne, men at den i den vestligste del av sitt utbredelsesområde bare består av torv. Dannelsen av disse hauger anser han oppklart ved arbeider vesentlig av Fries, uten å gå nærmere inn herpå. For øvrig henvises til Dokturowskys avhandling. Det kan her tilføies at vegetasjonen på tundraen i de senere år har vært gjenstand for inngående russiske undersøkelser (1).

Forts.